Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Incorporação de Lascas do Manto à Crosta Continental nas Porções Externas do Cinturão Dom Feliciano - Evidências de uma Zona de Cisalhamento de Escala Litossférica

Andréa Tommasi, Luís Fernandes, Ricardo Pinheiro Machado,

Gustavo Kraemer, Edinei Koester

Pesquisas em Geociências, 21 (2): 79-84, jan./abr., 1995.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21239>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - jan./abr., 1995.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Incorporação de Lascas do Manto à Crosta Continental nas Porções Externas do Cinturão Dom Feliciano - Evidências de uma Zona de Cisalhamento de Escala Litosférica

ANDRÉA TOMMASI^{1,3}; LUÍS A.D. FERNANDES¹; RICARDO PINHEIRO MACHADO²; GUSTAVO KRAEMER¹; EDINEI KOESTER¹

¹ CPGq, Instituto de Geociências UFRGS, Caixa Postal 15065, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil

² PETROBRÁS - GEINOF, Av. Chile, 65, CEP 20035-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

³ Laboratoire de Tectonophysique - USTL - 34095 Montpellier - Cedex 5 - França

(Recebido em 22/06/92. Aceito para publicação em 30/03/95.)

Abstract – Tectonic interleaving of harzburgites and associated serpentinites and Mg-schists with a calcic-alkaline suite composed of diorites to tonalites/trondhjemites is controlled by a low-angle shear zone localized in the ultramafic association. This shear zone displays a kinematic pattern suggesting tectonic transport along an E-W direction under retrogressive metamorphic conditions, ranging from lithospheric high temperature (ca. 900°C) to greenschist facies. This orogen-transverse flow seems to be responsible for the interleaving of rocks of the upper mantle and oceanic crust with plutonic rocks of continental crust during the closure of a marginal basin, suggesting that the shear zone represents a lithospheric-scale thrust fault.

Resumo – Intercalação tectônica de harzburgitos e serpentinitos e xistos magnesianos com uma suíte cálcio-alcálica composta por dioritos a tonalitos/trondhjemitos é controlada por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo localizada na associação ultramáfica. Essa zona de cisalhamento apresenta um padrão cinemático sugerindo a ocorrência de transporte tectônico segundo a direção E-W sob condições retrogressivas de metamorfismo variando entre fluxo litosférico de alta temperatura (c. 900°C) para fluxo tectônico sob condições da fácies Xisto Verde. Esse fluxo transversal ao orógeno parece ser responsável pela intercalação de rochas do manto superior e crosta oceânica com rochas plutônicas da crosta continental durante o fechamento de uma bacia marginal, sugerindo que a zona de cisalhamento representa uma falha de empurrão de escala litosférica.

INTRODUÇÃO

O Cinturão Dom Feliciano é um orógeno de idade brasileira formado na borda leste do Cráton do Rio de La Plata por colisão deste com o Cráton do Kalahari. Sua evolução cinemática consiste em uma movimentação precoce transversal ao cinturão, seguida de uma repartição da deformação em movimentações paralelas ao cinturão em suas zonas internas e transversais ao mesmo, nas zonas externas (Fernandes *et al.*, 1992a; Tommasi, 1991).

A região de Lavras do Sul, localizada na porção oeste (domínio externo) do Cinturão Dom Feliciano, é caracterizada por uma deformação tangencial com transporte tectônico transversal ao orógeno. Mapeamento geológico (UFRGS, 1991; Fernandes *et al.*, submetido, a) e estrutural preliminar (Tommasi & Fernandes, 1991) nessa área registrou a presença de uma suíte magmática cálcio-alcálica (gnaisses dioríticos, tonalíticos e trondhjemíticos) tectonicamente intercalada com anfibolitos, harzburgitos, serpentinitos e xistos magnesianos (Fig.1), tradicionalmente incluídos nas formações Cambaí e Cerro Mantiqueiras, respectivamente (Goñi, 1962).

Essa intercalação foi produzida por um regime de deformação tangencial com transporte tectônico segundo a direção E-W, registrado por zonas de cisalhamento sub-horizontais afetando os litodemas dessas associações de rochas. O padrão de afloramento das zonas miloníticas é controlado por dobras normais tardias com eixos orientados

E-W que sofrem inflexões para direções NE-SW e NW-SE junto a zonas de cisalhamento transcorrentes com as respectivas direções.

O regime deformacional identificado, representativo da evolução cinemática da associação magmática tardia (AAM II - Fernandes *et al.*, 1992a), é objeto de estudos de detalhe em andamento, cujos resultados parciais são apresentados em Tommasi & Fernandes (1991), Fernandes *et al.* (submetido, b) e Kraemer (1995).

O objetivo da presente contribuição é apresentar uma síntese da situação geológica reconhecida, visando estimular estudos de detalhe acerca da evolução tectônica da região e a consequente reavaliação do seu potencial metalogenético.

PERIDOTITOS E ROCHAS ASSOCIADAS

A sequência ultramáfica aflora como uma faixa alongada E-W representando uma zona de cisalhamento sub-horizontal de escala hectométrica, que afeta os peridotitos provocando sua retrogressão para serpentinitos e xistos magnesianos. No interior dessa zona, lentes de harzburgitos de escala decamétrica são preservadas, registrando um fluxo tectônico precoce de mais alta temperatura.

Essa trama de alta temperatura é caracterizada por um bandamento marcado por variação granulométrica (Fig. 2a) e por orientação dimensional de piroxênios (Fig. 2b) nos peridotitos.

À escala microscópica essa trama é marcada por

Figura 1- Situação geológica das rochas ultramáficas estudadas. (a) Mapa de situação do Cinturão Dom Feliciano (DF) em relação às principais unidades do sistema geodinâmico brasileiro - Crátons do Rio de La Plata (RP), Kalahari (K). (b) Posição da região de Lavras do Sul no Cinturão Dom Feliciano. (c) Esboço geológico das principais unidades reconhecidas (modificado de Tommasi & Fernandes, 1991 e UFRGS, 1991). Estereogramas mostram as atitudes das foliações (bandamento e xistosidade) e lineações (minerais) em anfibolitos e rochas ultramáficas.

Figura 2 - Estruturas macroscópicas que registram a deformação transversal ao cinturão na região de Lavras. (a) Harzburgito apresentando bandamento subhorizontal marcado por variação granulométrica. O contato entre as bandas que também apresentam cores diferentes é marcado pela lapiseira. (b) Lineação mineral marcada por orientação dimensional de cristais de piroxênios no harzburgito (paralela à lapiseira). (c) Textura granoblástica de metaharzburgito mostrando a paragéneses olivina (ol) parcial ou totalmente serpentinizada (sp), enstatita(en), antofilita (at) e cloritóide (clt). (d) Bandamento metamórfico em anfibolitos. Banda fêlsica maciça acima do martelo é de leucodiorito enquanto a banda mais espessa abaixo é de monzogranito. (e) Gnaisses trondhjemiticos apresentando trama linear marcada por porções quartzo-feldspáticas com textura granoblástica (ao microscópio), limitadas por bandas mais ricas em biotita.

alternância de lentes ou bandas enriquecidas em piroxênio (enstatita) ou olivina, porém o intenso retrometamorfismo (transformações da olivina para serpentina e dos piroxênios para anfibólio e/ou talco) dificulta caracterizações texturais de ambos os minerais. Em termos gerais, os agregados policristalinos de enstatita apresentam uma orientação de forma (lineação registrada macroscopicamente) que é paralelizada pela orientação dimensional dos cristais que os compõem (Fig. 2b), enquanto as lentes ou bandas ricas em olivinas são compostas por grandes cristais, aparentemente sem orientação de forma (Fig. 2a), cuja trama cristalográfica é de difícil determinação devido à intensa serpentinização.

A presença de uma orientação dimensional de enstatita associada à de *po*ds de cromita (com dimensões de 70:14:5 cm) com orientação semelhante do eixo maior sugerem a ocorrência de um fluxo tectônico (no estado sólido) com temperaturas em torno de 900°C (F. Boudier, comun. pess., 1991), ou seja, um fluxo de alta temperatura no manto litosférico.

A trama associada à retrogressão dos peridotitos é caracterizada inicialmente por orientação de antofilita, talco e serpentina. Esta mineralogia é posteriormente transformada para tremolita e clorita, dando origem a xistos magnesianos. Ainda, localizadamente um episódio de crescimento mineral pós-tectônico é sugerido por anfibólios (tremolita?) sem orientação preferencial. Nos serpentinitos, porém, a trama é geralmente obliterada por gerações posteriores de serpentina sem orientação definida, possivelmente originadas por processos hidrotermais e/ou alteração intempérica.

A retrogressão de olivinas e piroxênios a uma paragênese caracterizada por anfibólios magnesianos (antofilita), talco e/ou tremolita/clorita marcando uma foliação milonítica sugere condições metamórficas associadas ao fluxo tardio dessa mesma deformação sob condições de temperatura transicionais entre as da Fácies Anfibolito e Xisto-Verde.

A coerência de orientações das tramas de alta e baixa temperatura - foliação sub-horizontal e lineação com direção E-W, se retirados os efeitos das dobras tardias - sugere uma deformação progressiva sob condições metamórficas retrogressivas, possivelmente associada ao posicionamento desses peridotitos na crosta continental.

Os anfibolitos afloram como 'franjas' envolvendo as rochas ultrabásicas e como xenólitos nos litodemas da suíte plutônica cálcio-alcálica (Fig. 1c). Os orto-anfibolitos mostram bandamento composicional bem desenvolvido, marcados pela alternância de bandas ricas em andesina e hornblenda verde (+ diopsídio) de espessura decimétrica a milimétrica (Fig. 2d). São rochas de granulação fina de cor verde-escura a preta, apresentando eventualmente bandas de granulação grossa a pegmatóide compostas exclusivamente por minerais ferro-magnesianos. A estrutura penetrativa mais conspicua dessas rochas é a lineação mineral marcada pela orientação dimensional de cristais de anfibólios e plagioclásios. Dobras intrafoliais e ptigmáticas, marcadas por veios de leucodiorito e trondhjemitos são estruturas comuns e de idade relativa mais nova do que o bandamento. Texturas granoblástica heterogranular e poligonais apresentando contatos intercrystalinos retos ou lobados são frequentes.

Estudos preliminares comparando teores de Cr, Ni e Fe dos anfibolitos com concentrações desses elementos em basaltos e calcários impuros, juntamente com diagrama $TiO_2 \times FeO^*$ e teores desses elementos acima de 8%, sugerem uma origem ígnea para essas rochas. A afinidade toleítica dos protolitos dos anfibolitos é indicada pelos diagramas multi-catiônicos e o enriquecimento de K, P, Sr, e Ba, padrão semelhante ao apresentado por associações de basaltos do tipo P-Morb (cf. Wilson, 1984).

QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS E ASSOCIADAS

A análise química de olivinas dos hazburgitos, com a utilização da microsonda eletrônica, permite classificar esses minerais como crisolita e forsterita, com base na razão FeO^*/MgO . Os valores da razão $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ estão próximos a 10%, típicos de olivinas metamórficas (Trommsdorff & Evans, 1974). Os teores de Cr_2O_3 e TiO_2 , abaixo dos limites de detecção, são igualmente sugestivos da natureza metamórfica desses minerais. Os teores de SiO_2 apresentam valores médios de 40%, enquanto os teores de óxidos como MnO (0,06-0,17) e NiO (0,26-0,46) são reduzidos.

Os ortopiroxênios das mesmas amostras analisadas apresentam razão $MgO/(FeO^* + MgO)$ de 0,9 permitindo classificar esses minerais como enstatitas. Composições entre enstatita e bronzita são também observadas. Os teores de Al_2O_3 entre 0,23 e 0,50, juntamente com os teores médios de CaO em torno de 0,10 e os de Cr_2O_3 de 0,05 a 0,13 acompanhados de quantidades desprezíveis de TiO_2 e baixas razões $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ indicam igualmente uma origem metamórfica para esses minerais.

O clinopiroxênio dos xistos magnesianos e rochas associadas foi classificado como diopsídio com base na sua composição química (cf. Deer *et al.*, 1966).

Os anfibólios analisados em xistos magnesianos da associação estudada são termos cálcicos e ferro-magnesianos em equilíbrio, sendo classificados como actinolita, hornblenda actinolítica, magnésio-hornblenda, antofilita, magnésio-antofilita e tremolita (Leake, 1978).

Lentes de dimensões restritas de rochas à base de plagioclásio junto aos serpentinitos foram reconhecidas como albitos com o auxílio da microsonda.

Os dados de química mineral estão de acordo com a interpretação de que as paragêneses minerais preservadas foram originadas durante o metamorfismo regional que atingiu as rochas ultramáficas após a incorporação das mesmas à crosta continental. As evidências do fluxo precoce de alta temperatura são restritas às feições texturais anteriormente descritas, visto que as paragêneses e os dados de química mineral das rochas ultramáficas refletem as condições térmicas do fluxo tectônico tardio, de temperatura média a baixa.

ASSOCIAÇÃO MAGMÁTICA

A caracterização da deformação das rochas metaplutônicas cálcio-alcálicas (Fernandes *et al.*, 1992b; Kraemer *et al.*, 1993a; b) que compõem essa unidade é

limitada tanto pela rara observação de zonas de alta deformação, provavelmente devido aos problemas de exposição da área (semelhantes aos encontrados em toda a porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense) quanto pela intensa reequilíbrio à alta temperatura das microestruturas. Porém, uma foliação ou bandamento e uma lineação mineral concordantes com as registradas pelos peridotitos são observadas regionalmente (Fig.1). Essa trama macroscópica, descrita a seguir é, entretanto, de difícil interpretação, pois não é acompanhada por feições de deformação intracristalina.

Os metadioritos apresentam uma orientação dimensional de plagioclásios e anfibólios que, devido à ausência de registro claro de deformação à escala microscópica, poderia ter sido formada por um fluxo magmático a sub-magmático. Localmente, em zonas de espessura decamétrica a hectométrica, desenvolve-se um bandamento composicional marcado pela alternância de bandas de espessura centimétrica com diferentes proporções de anfibólio e plagioclásio. Essas bandas são frequentemente afetadas por dobras intrafoliares com eixos paralelos à lineação mineral e dobras isoclinais a apertadas tardias. Esse conjunto de estruturas macroscópicas sugere tratar-se de zonas de mais intensa deformação.

Os gnaisses tonalíticos e trondhjemiticos apresentam uma foliação marcada por níveis de concentração de biotita, alternados com bandas quartzo-feldspáticas com ausência de orientação preferencial de minerais. Essa foliação localizadamente transiciona para uma trama linear ('*mullions*') marcada por agregados quartzo-feldspáticos com proporções da ordem de 5:2:1 e textura granoblástica poligonal (ao microscópio), limitadas por bandas anastomosadas enriquecidas em biotita (Fig.2c). Em alguns locais um bandamento mecânico marcado por estiramento e transposição de enclaves máficos é também observado. A ausência de registro claro de deformação intracristalina não permite uma caracterização inequívoca da natureza e condições do fluxo responsável pela formação da foliação, podendo este tanto corresponder a um fluxo magmático com baixa deformação no estado sólido superposta, ou a um fluxo principalmente no estado sólido totalmente obliterado por reações metamórficas sin- a tardi-cinemáticas. As zonas apresentando uma trama linear devem, porém, corresponder a zonas de alta deformação de um fluxo no estado sólido acompanhado de uma reequilíbrio textural sin- a pós-cinemática. Uma interpretação similar para a deformação responsável pela foliação afetando essas rochas regionalmente é reforçada pela ocorrência local de estruturas mesoscópicas não penetrativas indicativas de deformação não-coaxial, como augen de feldspatos e dobras intrafoliares assimétricos, além de porfiroclastos em milonitos recristalizados. Porém, a caracterização inequívoca dessa deformação depende ainda de resultados de estudos em andamento (Fernandes *et al.*, submetido, b).

DISCUSSÃO

O registro geológico na área de Lavras é caracterizado pela intercalação de rochas máficas e ultramáficas com uma sequência magmática representativa da crosta continental.

A sequência máfica/ultramáfica é caracterizada por lentes de harzburgito preservadas em uma associação de xistos magnesianos e anfibolitos, cujas características geoquímicas sugerem tratar-se, os últimos, de rochas derivadas de basaltos do tipo P-Morb. Essa completa associação de rochas é sugestiva da presença de um ofiolito, no qual a crosta oceânica e o manto superior estariam representados. Gabros que poderiam representar a sequência de crosta inferior foram igualmente observados na área, porém estudos geoquímicos em desenvolvimento sugerem que os mesmos apresentam uma clara afinidade com a suíte cálcico-alcálica (Kraemer, 1995). Ainda, a composição harzburgítica dos peridotitos indica tratar-se de ofiolitos formados em uma dorsal de espalhamento rápido na qual velocidades de expansão superiores a 2cm/ano possibilitam elevados teores de fusão e formação de uma crosta oceânica normal (Nicolas, 1989), cuja subducção poderia ser responsável pela formação da suíte cálcico-alcálica. O padrão cinemático registrado pela deformação dessa associação de rochas é caracterizado como produzido por um regime de deformação tangencial com transporte tectônico transversal ao cinturão. Esse foi iniciado sob condições metamórficas de alto grau (fluxo precoce registrado nas lentes de peridotito) e continuado sob condições de fácies anfibolito a xisto-verde, como indicado pelo fluxo registrado nas zonas de cisalhamento com padrão geométrico e cinemático idênticos, responsáveis pelo retrometamorfismo dos peridotitos formando serpentinitos e xistos magnesianos. Esse fluxo de massas rochosas transversal ao cinturão teria provavelmente acomodado parte da deformação responsável pela adição de porções do manto superior (harzburgitos) à crosta continental durante o fechamento da bacia marginal, provocando assim a sua intercalação tectônica com unidades da associação magmática tardia (AAM II), sugerindo tratar-se de uma zona de cisalhamento de escala litosférica.

A extrapolação do padrão cinemático na área de Lavras para o conjunto das associações petroectônicas AOM & AAM II (*cf.* Fernandes *et al.*, 1992a) apresenta um grau de incerteza inerente a uma região na qual os estudos estruturais encontram-se em uma fase ainda preliminar e com graves problemas de exposição. Porém, a extensiva ocorrência de lentes de peridotitos e serpentinitos intercaladas nas diversas associações magmáticas e vulcano-sedimentares que caracterizam a porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense, sugere a possibilidade desse padrão cinemático local ser representativo para o domínio ocidental, mais externo do cinturão.

A integração desse padrão cinemático na evolução global do cinturão é limitada pelo fato da maior parte dos dados geocronológicos provirem de isócronas de referência Rb-Sr. Assim, datações Rb/Sr em dioríticos e tonalitos/trondhjemitos metamorfizados, representando a associação magmática tardia (AAM II) em áreas próximas (região de Vila Nova), indicam idades de *ca.* 700 e 670 Ma, respectivamente (Soliani Jr., 1986). Devido ao fato de rochas dessa associação apresentarem-se tectonicamente imbricadas com os peridotitos na referida região, essas idades sugerem um limite inferior para a deformação com transporte tectônico transversal ao cinturão registrada por essas associações petroectônicas e igualmente responsável pela

sua justaposição. Ainda, um limite superior para essa deformação é fornecido pelas idades entre 650 e 550 Ma (Soliani Jr., 1986) apresentadas por granitos tardi- a pós-tectônicos intrudidos nessa associação.

A partir dessa caracterização temporal do padrão cinemático das porções mais externas do cinturão, a evolução global do Cinturão Dom Feliciano se caracterizaria por uma deformação precoce transversal ao cinturão (ca. 730 Ma - Tommasi, 1991), registrada unicamente pela associação magmática precoce representada na porção leste, mais interna do cinturão. À essa movimentação precoce se seguiria uma partição da deformação em movimentação paralela ao cinturão nas porções mais internas (ca. 670 Ma - Tommasi, 1991) e transversal nas porções mais externas (ca. 700-670 Ma - Soliani Jr., 1986). Isso implicaria na necessidade de postular-se um modelo de colisão em duas etapas, com fechamento de um proto-oceano Atlântico e colisão do Cráton do Kalahari com o arco magmático precoce (AAM I) e, posteriormente, fechamento da bacia marginal com a colisão dessa *collage* com o Cráton do Rio de La Plata (Tommasi & Fernandes, 1990). Porém, se essas idades são desconsideradas em função do seu alto grau de incerteza (e.g. Page & Bell, 1989), um possível modelo alternativo pode ser postulado. Neste, a deformação transversal precoce seria localizada nas associações magmáticas (mais dúcteis devido ao fluxo térmico mais elevado) com manutenção de blocos rígidos e indeformados no interior do cinturão, e a movimentação paralela ao cinturão subsequente atingiria todas as associações petroectônicas. Esse modelo sugere um processo contínuo de convergência durante o Ciclo Brasileiro.

Agradecimentos - Os autores agradecem ao CNPq pela concessão de bolsas de Pesquisa e Pós-graduação e ao Instituto de Geociências da UFRGS pelo apoio logístico que permitiram a realização deste trabalho. Essa é uma contribuição ao projeto "O comportamento Mecânico da Litosfera nos Cinturões de Colisão em Transpressão" (CNPq - CNRS).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. 1966. *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman, London, 528p.
- Fernandes, L.A.D.; Kraemer, G.; Koester, E.; Tommasi, A.; Scherer, C.M.S.; Menegat, R.; Vieira Jr., N.; Bitencourt, M.F.A.S.; Dillenburg, S.R. & Rüther, E. Mapa Geológico da Porção Meridional da Região de Lavras do Sul. *Pesquisas, Série Mapas* (submetido, a).
- _____; Tommasi, A.; Koester, E. & Nardi, L.V.S. An outline of the tectonic evolution of the Magmatic Arc Assemblage II - Upper Proterozoic Dom Feliciano Belt of southern Brazil. *Precamb. Res.* (submetido, b).
- _____; Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992a. Deformations patterns in the Southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 77-96.
- _____; Koester, E.; Kraemer, G. & Scherer, C.M.S. 1992b. Granitóides Brasileiros Precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica. *Pesquisas*, 19: 195-215.
- Goñi, J.C. 1962. Origine des roches ultrabasiqes et serpentineuses du Précambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et mineralization. *Boletim da Escola de Geologia da UFRGS*. Porto Alegre, 12: 1-89.
- Kraemer, G. 1995. *Petrologia e Geoquímica dos Metagranitóides da Região de Lavras do Sul*. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 110p.
- _____; Fernandes, L.A.D.; Koester, E. & Tommasi, A. 1993a. Evolução Geológica do Complexo Cambaí na Região de Lavras do Sul, RS. *Boletim de Resumos, Vº Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*. Curitiba, 6-10 de Dezembro de 1993, p.7-8.
- _____; Tommasi, A. & Koester, E. 1993b. Petrologia das rochas Plutônicas Metamorfisadas da Região de Lavras do Sul: Dados Preliminares. *Anais, 1º Simpósio Internacional del Neoproterozoico-Cambrio de la Cuenca del Plata*. 23-29 de Mayo, La Paloma-Minas, vol. 2, 3p.
- Leake, B. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63: 1023-1052.
- Nicolas, A. 1989. *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer, Amsterdam, 367p.
- Page, R.W. & Bell, T.H. 1986. Isotopic and structural responses of granite to successive deformation and metamorphism. *Journal of Geology* 94:365-379.
- Soliani Júnior, E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado 420 p.
- Tommasi, A. 1991. *Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 207p.
- _____; Fernandes, L.A.D. 1991. Caracterização de um regime tangencial na porção oeste do Escudo Sul-riograndense. *Boletim de Resumos IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Rio Claro. p.128-131.
- Trommsdorff, V. & Evans, B.W. 1974. Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.* 54: 333-352.
- UFRGS. Instituto de Geociências, 1991. *Mapeamento Geológico de parte das folhas de Lavras do Sul e Coxilha do Tabuleiro*. Trabalho de Graduação, (Inédito).
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Harper Collins Academic, London, 489p.